

Extensión sinsedimentaria del Cretácico Inferior en el borde del Bloque Coahuila, un margen tipo rift en México

Lower Cretaceous synsedimentary extension at the edge of the Coahuila Block, a rift-type margin in Mexico

Samuel Eguiluz y de Antuñano^{1,*}, Gabriel Chávez²

¹Rinconada Precolombina, Bonampak 103, Coyoacán, CDMX, 04700, México.

²Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. Kilómetro 8, Carretera Linares-Cerro Prieto, Linares, N. L., 67700, México.

* Autor para correspondencia: (S. Eguiluz y de Antuñano) seguiluz662@gmail.com

Cómo citar este artículo:

Eguiluz y de Antuñano, S., Chávez, G., 2022, Extensión sinsedimentaria del Cretácico Inferior en el borde del Bloque Coahuila, un margen tipo rift en México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74 (1), A130821. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n1a130821>

Manuscrito recibido: 26 de febrero de 2021
Manuscrito corregido: 1 de Agosto de 2021
Manuscrito aceptado: 5 de Agosto de 2021

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

Este trabajo presenta datos que caracterizan a un sistema de fallas normales listricas en dominó, con arreglos sintético y antitético en el borde de lo que se presume es una cuenca tipo *rift* en el noreste de México. Los afloramientos se localizan dentro de las estructuras anticlinales La Gavia y Arteaga, en el Estado de Coahuila y paleogeográficamente en el borde oriental del Bloque de Coahuila. El análisis de tensores de paleoesfuerzos de estas fallas permite definir un vector de extensión σ_3 perpendicular al borde del Bloque de Coahuila, en La Gavia dirigido $\sim 0^\circ/191^\circ-193^\circ$ y en Arteaga con dirección de $\sigma_3 \sim 0^\circ/200^\circ$. Deformación en sedimentos suaves “no litificados” también está presente en la sucesión. El análisis estructural de las fallas y las estructuras sedimentarias en sedimentos suaves sugieren que estas deformaciones fueron sincrónicas al relleno de la cuenca y co-genéticas. Este sistema de fallas se restringe a un nivel estratigráfico específico, por lo que se sugiere que tiene un desarrollo contemporáneo con la sedimentación clásica de la Arcosa Patula y la Formación Carbonera durante el Cretácico Inferior. Se interpreta que la extensión que generó estas fallas y la deformación de sedimentos suave puede ser atribuida a diferentes causas: 1) Como consecuencia de esfuerzos tectónicos regionales durante extensión en un ambiente tipo *rift*, similar en las cuencas de Sabinas y del Centro de México; 2) A una pendiente acentuada de la cuña sedimentaria entre el Bloque de Coahuila y las cuencas durante rejuvenecimiento del relieve, o bien, 3) La combinación de los mecanismos enunciados.

Palabras clave: *rift*, fallas sin-sedimentarias, slump, Arcosa Patula, Formación Carbonera.

ABSTRACT

This work presents data that identify a system of normal listric domino faults, with synthetic and antithetical arrangements, at the edge of what is presumed to be a *rift*-type basin in northeastern Mexico. The outcrops are located within La Gavia and Arteaga anticlines, in the State of Coahuila and these localities are located paleogeographically on the eastern edge of the Coahuila Block. The structural analysis of these faults allows defining an extension vector σ_3 perpendicular to the edge of the Coahuila Block, trending $\sim 0^\circ/191^\circ-193^\circ$ in La Gavia, and $\sigma_3 \sim 0^\circ/200^\circ$ in Arteaga. Deformation in soft “non-lithified” sediments is also present in the succession. The structural analysis of the faults and the sedimentary structures in soft sediments suggest that these deformations were synchronous to basin infilling and co-genetics. This fault system is restricted to a specific stratigraphic level; thus, it is suggested that it has a contemporary development with the clastic sedimentation of the Arcosa Patula and the Carbonera Formation during the Lower Cretaceous. It is interpreted that the extension that generated these faults and soft sediment deformation can be attributed to different causes: 1) as a consequence of regional tectonic stress during extension in *rift*-type environments such as those generated by the Sabinas and Central Mexico basins; 2) a steep slope of the sedimentary wedge between the Coahuila Block and the basins during rejuvenation of the relief, or, 3) the combination of both mechanisms.

Keywords: *rift*, sin-sedimentary faults, slump, Patula Arkose, Carbonera Formation.

1. Introducción

Las cuencas tipo *rift* son áreas de la litósfera que presentan extensión acomodada por fallas normales en la parte superior y adelgazamiento dúctil en la base de la corteza, el incremento de estiramiento de la corteza determina etapas de evolución de este tipo de cuencas (Allen y Allen, 2005). La amplitud del *rift* tiene escala regional con dimensiones variables, sus bordes están definidos por zonas de fallas normales de gran longitud, pero de amplitud restringida y se conocen como fallas de frontera (Withjack *et al.*, 1995; Kristensen *et al.*, 2016). Estas fallas de frontera afectan al basamento y segmentan bloques con geometría de escalón que descienden al interior de la cuenca. En estos bloques se crea el espacio de acomodo que recibe sedimentos que provienen de la erosión de pilares estructurales externos o del borde de la cuenca; ejemplos de este tipo de cuencas *rift* son numerosos; el Mar del Norte entre Noruega y Reino Unido (Dawers y Underhill, 2000); Golfo de Suez en Egipto (Patton *et al.*, 1994); Bresse en Francia y Rhin en Alemania (Illies y Greiner, 1978); Dampier en Australia (Withjack y Eisenstadt, 1999); Newark en la costa Este de los Estados Unidos (Schlische, 1992), entre otros. Estos *riffts* se dividen en dos grandes grupos; el *rift* asimétrico que se genera en la corteza sobre un nivel de despegue de geometría lítrica que favorece estructuras half-graben y pliegues *rollover* y el *rift* simétrico que tiene un nivel de despegue sub-horizontal en la corteza, sus bordes son divergentes, limitados por fallas de frontera sub-verticales con bloques que se hundían hacia el eje de la cuenca con sensible acomodo en dominó. El régimen de extensión puede ser ortogonal u oblicuo a las fronteras del *rift*, con bloques desplazados por planos de fallas individuales en acomodo geométrico subvertical, o con deslizamiento lateral vinculado a la oblicuidad del contorno de la cuenca, así como fallas lítricas sintéticas y antitéticas (Allen y Allen, 2005). Las fallas presentan diversidad escalar, desde métricas a kilométricas (Burchfiel y Stewart, 1966).

El llenado de sedimentos de las cuencas *rift* está afectado por variación en el incremento de subsidencia y tasa de sedimentación, en ambientes que varían de continental en la etapa pre-*rift* a transicional y marino en la etapa *rift* y post-*rift*, según el estado de distensión de la cuenca y en estrecha relación con la erosión que se vincula con la exhumación de bloques elevados que delimitan a la cuenca. Asimismo, se liga a condiciones climáticas y se une a variaciones de nivel del mar (Withjack y Schlische, 2002; Kristensen *et al.*, 2016; Gawthorpe *et al.*, 1997; Gawthorpe y Leeder, 2000). Las evidencias que sustentan márgenes activos quedan registradas en cuñas estratigráficas aledañas a las fallas frontera de cuencas *rift*. El cambio lateral y vertical de granulometría clástica gruesa a fina sugiere cercanía o lejanía de la fuente de aporte y ciclos de inestabilidad o condiciones climáticas de corta duración, es común encontrar cuñas sedimentarias, discordancias y deformación de sedimento sin consolidar. La ocurrencia de fallas sinsedimentarias en la sucesión pueden indicar espasmos de movimiento tectónico y condiciones de inestabilidad durante el depósito (Shamugan, 2017; Gawthorpe y Leeder, 2000).

Las sucesiones sedimentarias que rodean al Bloque de Coahuila y las cuencas vecinas muestran cambios de facies entre columnas estratigráficas, poseen características sedimentarias y estructurales que revelan la existencia del paso lateral y vertical de ambiente continental a marino, el cual se interdigita en un margen en proceso de subsidencia y transgresión, desde el Jurásico Superior al Cenomaniano (Humphrey, 1956; Guzmán y DeCserna, 1963; Charleston, 1973, 1981; McKee *et al.*, 1990; Eguiluz y Aranda, 1984; Eguiluz, 2011). El análisis de estas sucesiones permite hacer reconstrucciones paleogeográficas contiguas entre estos dominios sedimentarios, cuando la carpeta sedimentaria puede observarse al estar exhumada por la deformación tectónica del Cretácico Superior y Paleógeno (Gray *et al.*, 2001; Chávez-Cabello, 2005; Fitz-Díaz *et al.*, 2016; Gray *et al.*, 2020), o bien, a través de registros de pozos y secciones sísmicas en el subsuelo. El intervalo que

se estudia aquí queda comprendido en su base por rocas del Tithoniano Tardío (biozona *Crassicolaria* sp.) y su cima por rocas del Aptiano (biozona *Dufrenoyia justinae*), pero el intervalo estratigráfico particular entre estos horizontes índice presenta carbonatos y terrígenos con escasos fósiles diagnósticos (Imlay, 1940), lo que impide hacer correlaciones inequívocas; sin embargo, esta dificultad se aminora con apoyo de criterios alternos, como el análisis de secuencias estratigráficas (Eguiluz, 2011), paleomagnetismo (González-Naranjo *et al.*, 2008; Arvizu-Gutiérrez *et al.*, 2011) e isotopía (Lehmann *et al.*, 1999; Hernández, 2003). En este trabajo se documentaron fallas lítricas con geometría en dominó y deformación de sedimento suave en las formaciones Patula y Carbonera, respectivamente, estas estructuras aquí se analizan para proponer que representan el último pulso de extensión tectónica regional post-*rift* alrededor del Bloque de Coahuila en el Noreste de México durante el Cretácico Inferior.

2. El Bloque de Coahuila

El Bloque de Coahuila lo define una estratigrafía peculiar formada por rocas volcanosedimentarias marinas del Paleozoico Superior, depositadas en la cuenca Las Delicias e intrusivos graníticos del Permo-Triásico (King, 1934; McKee *et al.*, 1984; Handschy *et al.*, 1987; McKee *et al.*, 1988; Jones *et al.*, 1995; Albarrán *et al.*, 2009). Se considera que estas rocas fueron deformadas y acrecionadas al margen del Cratón de Norteamérica durante la colisión entre Gondwana y Laurentia (Flawn, *et al.*, 1961; Handschy *et al.*, 1987; McKee *et al.*, 1990; López *et al.*, 2001; Poole *et al.*, 2005). Estas rocas son cubiertas por volcanoclásticos del arco Nazas presentes en el subsuelo en los pozos Paila 1A y Mayrán 1 (Eguiluz y Aranda, 1984) y afloran en la sierra Diablo (McKee *et al.*, 1990). Este bloque fue segmentado por fallas durante la génesis de la Cuenca de Sabinas, entre el Jurásico-Cretácico Inferior (McKee *et al.*, 1988, 1990; Eguiluz, 1991). Durante la transgresión marina en el Noreste de México, entre el Jurásico Medio y el Aptiano

Temprano este bloque paleotectónico configuró un área insular (Böese, 1923; Humphrey, 1956; Humphrey y Díaz, 2003; Lehmann *et al.*, 1999; Amezcua *et al.*, 2020). La periferia del área emergida paulatinamente fue reduciendo su extensión al ser cubierta por depósitos de siliciclastos y carbonatos de ambiente somero (formaciones San Marcos, Patula, Carbonera y Cupido-Cupidito) y a finales del Aptiano Temprano (biozona *Dufrenoyia justinae*), la superficie de este bloque la cubrió el mar durante un evento de inundación máxima, representado por terrígenos litorales de la Formación Las Uvas (Lehmann *et al.*, 1999). Sobre el Bloque de Coahuila, durante el Albiano y Cenomaniano Temprano, se depositó una potente sucesión calcáreo-evaporítica (formaciones Acatita y Treviño) de ambiente lagunar, restringida por bancos de arrecife en su borde (Formación Viesca), para constituir a la Plataforma de Coahuila (Garza, 1973). En el Cretácico Superior y Paleógeno el Bloque de Coahuila se cubrió con depósitos siliciclásticos de una sedimentación de antepaís que estructuralmente se deformó y emergió.

Por otro lado, las cuencas que circundan a este bloque (Sabinas y Centro de México) están formadas sobre un basamento complejo de edad pre-Bajociano, constituido por rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias (Carrillo-Bravo, 1982; Eguiluz, 2001; Albarrán *et al.*, 2009; Barboza *et al.*, 1999). En estas cuencas la sedimentación marina posiblemente inició en el Jurásico Medio con el depósito de la Formación Minas Viejas (Amezcua *et al.*, 2020), continuó en el Jurásico superior (formaciones La Gloria y La Casita) y prosiguió con ciclos de transgresión y regresión en el Cretácico Inferior, dominado por depósitos de terrígenos, carbonatos y evaporitas, desde el Berriasiano al Aptiano Temprano (formaciones Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula, Carbonera, La Virgen y Cupido-Cupidito), cubiertas por lutita y caliza arcillosa de la Formación La Peña del Aptiano (Charleston, 1973; Goldhammer, 1999; Eguiluz, 2011). Cabe aclarar aquí que *Dufrenoyia justinae*, tradicionalmente fue referida para identificar la base del Aptiano Tardío (Imlay, 1936;

Cantú-Chapa, 1976); sin embargo, nuevos criterios ubican esta biozona en la parte más alta del Aptiano Temprano (Barragán-Manzo y Méndez-Franco, 2005). La subsidencia de la cuenca acomodó carbonatos y terrígenos de ambiente marino, relativamente profundo, durante el Albiano y Cenomaniano Temprano (formaciones Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Kiamichi, Georgetown, del Río y Buda). Durante el Cretácico superior y Paleógeno estas cuencas fueron cubiertas por una sedimentación detrítica de tipo antepaís, que fue tectónicamente deformada y exhumada.

La descripción del entorno estratigráfico descrito entre el Bloque de Coahuila y las cuencas que lo rodean revela cambios de ambiente y batimetría para el depósito sedimentario, con subsidencia

diferencial entre el Bloque de Coahuila como un alto y las cuencas vecinas (Sabinas y Centro de México) como artesas receptoras, en estas cuencas se acumuló una columna de sedimentos continentales y litorales, derivados del área emergida inmediata al margen del Bloque de Coahuila.

En la Cuenca de Sabinas las facies marginales para el Cretácico Inferior están representadas por sedimentos detríticos, como el Conglomerado Esmeralda en sierra Mojada; las capas Colorado y la Formación San Marcos en la sierra La Fragua; cima de las Capas Tanque Cuatro Palmas y la Formación San Marcos en el valle y la sierra de San Marcos-Pinos, así como las formaciones Barril Viejo y Patula en la sierra La Gavia. En la cuenca del Centro de México estas facies marginales están representadas por la Formación Carbonera,

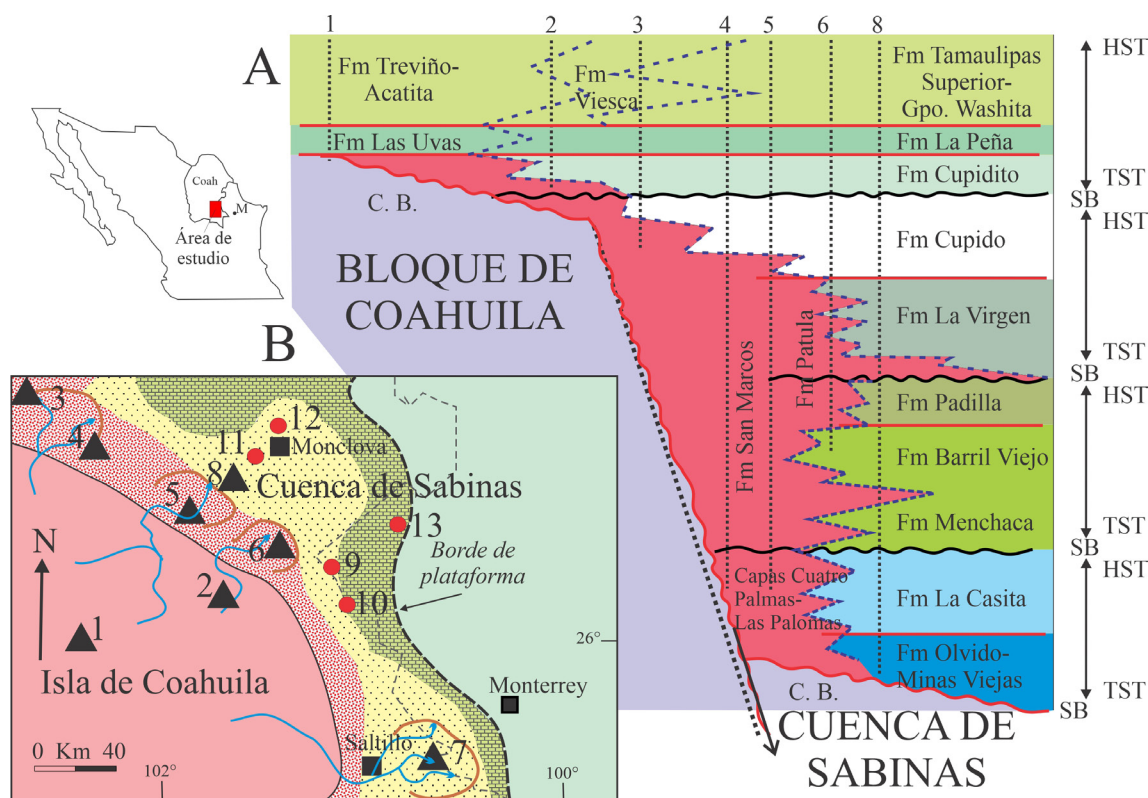


Figura 1 Relaciones estratigráficas entre el Bloque de Coahuila y la Cuenca de Sabinas. Localidades: 1) Las Delicias, 2) Casa Colorada, sierra La Paila, 3) sierra Mojada, 4) sierra La Fragua, 5) sierra y pozo San Marcos-1, 6) sierra La Gavia, 7) sierra Arteaga, 8) sierra y pozo Menchaca-1, 9) pozo Anheló-1, 10) pozo Hacienda-1, 11) pozo Mercado-1, 12) pozo Inés-1, 13) pozo Popa-1. A) Secciones de correlación estratigráfica. C.B: complejo basal, Fm: Formaciones indicadas en la figura. SB límite de secuencia, TST tracto transgresivo, HST tracto de nivel alto. B) Distribución de facies continentales al margen de la Isla de Coahuila gradúan a litorales y carbonatos en el borde de una plataforma de rampa durante el Berriasiano-Hauteriviano.

Tabla 1. Espesores (en metros) de las formaciones entre la cuña sedimentaria al margen del Bloque de Coahuila y las cuencas de Sabinas y Centro de México.

Pozo o localidad	DATUM X	14NAD27 Y							
Anhelo 1	304173	2880567	845 Cupido					440 Taraises	
Mercado 1	250410	2977344	159 Cupido	966 La Virgen	189 La Mula	148 Padilla	130 Barril	383 Menchaca	
							Viejo		
Inés 1	265737	2995209	126 Cupido	937 La Virgen	192 La Mula	154 Padilla	145 Barril	312 Menchaca	
							Viejo		
Popa 1	306018	2914078	148 Cupido	863 La Virgen	183 La Mula		406 Taraises		
Fragua	736315	2965047	150 Cupido	850 Eolcanitas y Fm San Marcos					
San Marcos	202983	2944563	180 Cupido	950 F. San Marcos					
La Gavia	264450	2913771	560 Cupido-La Virgen		250 Patula		+250 Barril	?	
							Viejo		
Menchaca	210030	3004447	140 Cupido	1100 La Virgen	200 La Mula	160 Padilla	380 Barril Viejo	390 Menchaca	
Arteaga	319119	2810514	340 Cupido	840 Carbonera					

expuesta en las sierras de Arteaga, Parras y Puerto Los Soldados, Coahuila (Eguiluz, 1989). Como depósito de carbonatos en el margen del Bloque de Coahuila se encuentran las formaciones Cupido - Cupidito. Así mismo, durante el Albiano y Cenomaniano Temprano entre las entidades paleogeográficas referidas, se presentan evidencias del paso de una plataforma, circunscrita por parches de arrecife (Formación Viesca), hacia facies de cuenca (Garza, 1973). Los contrastes litológicos son notables entre una sedimentación marina que se depositó tempranamente en las cuencas, *versus* una sedimentación marina depositada tardíamente sobre el Bloque de Coahuila, vinculados con la presencia de una cuña siliciclástica entre ambos dominios sedimentarios, con facies continentales que gradúan y se interdigitan con facies marinas. Estos cambios litológicos son la base para sustentar la presencia del borde paleogeográfico entre la cuenca y un continente emergido en el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, pero este continente desapareció al ser cubierto por el mar en el Bedouliano Tardío (Figura 1).

Trabajos adicionales en las sierras de La Mula, La Fragua, San Marcos, La Gavia y Arteaga, indican que el aporte de siliciclastos proviene de un terreno constituido por rocas de composición granítica, sedimentos y filitas (McKee *et al.*, 1990).

Análisis sedimentológicos de la Arcosa Patula y la Formación Carbonera indican que sus sedimentos pueden derivarse de un bloque continental estable, con basamento de transición continental de un orógeno de colisión (Ocampo-Díaz *et al.*, 2014). Los datos de la dirección preferente de paleocorrientes en La Gavia tienen orientación y sentido que sugiere un transporte del norponiente hacia el suroriente, del poniente al oriente y un porcentaje menor de datos con direcciones inconsistentes (Krutak, 1965). La cuña sedimentaria descrita entre el bloque continental y las cuencas muestra cambios de espesor importantes (Tabla 1) que requieren considerar, por un lado, la subsidencia que generó el espacio de acomodo (Cuevas, 1984) y, por otro lado, su relación con una rampa pronunciada para trasladar depósitos siliciclásticos de la zona externa hacia el interior de la cuenca, entre el Berriasiano y el Aptiano.

Algunos autores consideran que el lineamiento San Marcos corresponde a un borde cuya génesis se asocia a una cuenca *pull-apart*, con movimiento lateral y trans-tensión (Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; Longoria, 1984; Tardy *et al.*, 1989; Albarrán *et al.*, 2009), mientras que otros autores lo relacionan a una cuenca *rift*, por extensión cortical con subsidencia tectónica (McKee y Jones, 1979; Cuevas, 1984; Eguiluz, 2001; Stern y Dickinson,

2010; Arvizu-Gutiérrez *et al.*, 2011).

En el lineamiento estructural de San Marcos se han aportado datos cinemáticos que sugieren varias etapas de actividad tectónica. Chávez-Cabello *et al.* (2005), en las sierras de La Fragua y San Marcos, describen varias familias de fallas durante una etapa de extensión, con movimiento lateral derecho circunscrito a rocas del Tithoniano, seguida por una reactivación extensional en el Neocomiano, en ambos casos las fallas ocurrieron durante la sedimentación y estas fallas no afectan a estratos sobreyacentes más jóvenes. Las rocas de este borde paleogeográfico tienen un denominador común, se emplazan en varios pliegues anticlinales de tipo *drape-fold*, con anticlinales y fallas inversas con vergencia al suroeste, presumiblemente generados durante el Paleógeno (Chávez-Cabello, 2005), pero que sugieren la reactivación de fallas antiguas de

basamento. Los cambios drásticos de orientación de los ejes estructurales de varios anticlinales en el borde suroeste de la Cuenca de Sabinas han sido asociados a la inversión de bloques de basamento (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Acorde a González-Naranjo *et al.* (2008), la magnetoestratigrafía proporciona una edad Barremiano Temprano al Aptiano Temprano (131-125 Ma) para el depósito de la Formación San Marcos, así mismo, análisis paleomagnéticos en la Formación San Marcos expuesta en las sierras de la Fragua y San Marcos, revelan una dirección media de la componente de declinación de 352.7° , con inclinación de 55.5° y desviación angular máxima menor a 10° . Lo anterior corresponde con una paleolatitud congruente con la esperada para las rocas del Cretácico en el Cratón de Norteamérica (McElhinny y McFadden, 2000), por lo que estas rocas no sustentan la idea de des-

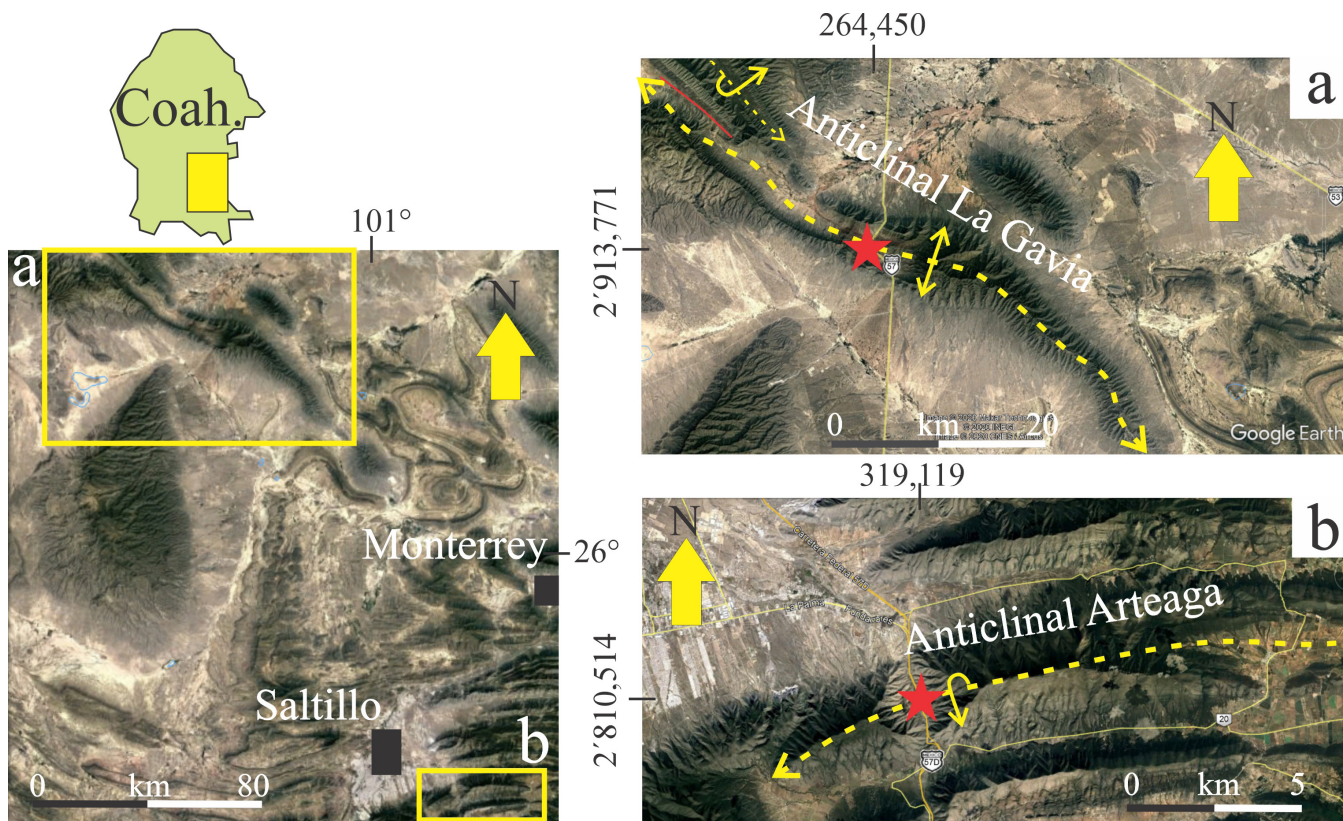


Figura 2 Localización de las áreas de estudio (estrella roja). a) anticlinal La Gavia, b) anticlinal Arteaga, Estado de Coahuila (imagen Google Earth).

plazamiento latitudinal significativo.

Este trabajo presenta datos adicionales de fallas que sustentan extensión tectónica simultánea al depósito de sedimentos de las formaciones Carbonera y Arcosa Patula, en el margen que circunda al Bloque de Coahuila, durante el Cretácico Inferior, en afloramientos de las sierras de La Gavia y Arteaga, Estado de Coahuila (Figura 2).

3. Metodología

Mediante observaciones de campo en este trabajo se identificó un sistema de fallas que disloca estratos que están comprendidos en rocas que se depositaron entre el Berriasiano y Aptiano. Se obtuvieron datos de tres afloramientos del flanco sur del anticlinal de La Gavia y uno en el cañón Los Chorros de la sierra Arteaga. Con brújula Brunton se realizaron mediciones estructurales para obtener la orientación azimutal y la inclinación de los planos de las fallas (Tabla 2), *pitch* de estrías presentes, cinemática de las fallas, así como el rumbo e inclinación de los planos de estratificación. Los datos están indicados en convención “rumbo/buzamiento” de planos en regla de la mano derecha. Empleando los programas STERONET y FAULTKIN V 8.1.2 (Allmendinger *et al.*, 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013), los datos estructurales obtenidos en campo se representaron en el hemisferio inferior de la red estereográfica de Schmidt (igual área), lo que permitió visualizar el arreglo actual de las fallas y las direcciones principales de los planos de estratificación. Los datos estructurales fueron graficados y, según el caso, posteriormente se realizaron rotaciones en el eje vertical, lo anterior, para realizar restituciones de datos afectados por procesos posteriores a la generación de las fallas normales. Los datos de entrada fueron rumbos y echados de las capas (So) para rotar datos hacia una posición estructural congruente con el flanco sur del anticlinal La Gavia. La comparación de ambas representaciones gráficas (con rotación y sin rotación), permitió visualizar la actitud de planos, polos y direcciones de tensores de esfuerzos generados a partir de datos

de fallas, antes y después de su rotación por procesos posteriores a la generación de las fallas como traslado de bloques hacia el interior de la cuenca.

4. Anticlinal La Gavia

En el borde suroeste de la Cuenca de Sabinas afloran tres cortes litológicos de la Arcosa Patula que presentan más de 30 fallas, se encuentran entre los kilómetros 122 y 123 de la carretera federal número 57, con coordenadas Universal Transversal Mercator (UTM) de inicio 264,450; 2°913,771 m E y UTM final de 264,105; 2°913,894 m N (Datum WGS84), ubicadas en el flanco suroeste de un pliegue anticlinal simétrico, localmente con eje β orientado $\sim 03^\circ/288^\circ$ (inmersión/dirección, Figura 5A). Fuera del área de estudio esta estructura presenta una flexión e inmersión hacia el SE adquiriendo un rumbo regional de $\sim 135^\circ$. El anticlinal La Gavia es un pliegue con geometría tipo caja, localmente su plano axial es vertical, pero hacia el norponiente es ligeramente vergente hacia el SSW. El pliegue se bifurca al norponiente para formar el anticlinal de la sierra de San Marcos-Pinos y el anticlinal de Mineral de Reforma en la sierra Purísima (Figura 2). La litología de la Formación Patula está constituida por limolita, arenisca de grano medio a grueso y conglomerado con clastos subredondeados a redondeados de 0.5 a 2 cm de diámetro, en capas de 20 a 60 centímetros de espesor, con estructuras tabulares y lenticulares canalizadas. La sucesión clástica no contiene fósiles y el color de la sección es predominantemente rojizo a guinda, pero hay coloraciones verde, blanca y gris. Esta litología contrasta con las formaciones que estratigráficamente la limitan. La base de la Arcosa Patula yace sobre siliciclastos marinos de la Formación Barril Viejo, compuesta por arenisca y conglomerado en capas lateralmente continuas, de 40 a 60 cm de espesor, estratificación laminar cruzada y gradada, granodecreciente a la cima, de tipo turbidita, en coloración gris a verde claro, con ammonites del género *Thurmanniceras* (posible Valanginiano

Tardío). La cima de la Arcosa Patula pasa en transición a la Formación Cupido-Cupido compuesta por evaporita, marga y carbonato, en color amarillo claro y gris, en capas gruesas con fósiles bentónicos de ambiente marino lagunar.

En tres cortes del talud se exponen afloramientos de estratos de la Arcosa Patula que están escalonados, segmentados por planos de fallas sub-verticales oblicuos al corte carretero. En la localidad de interés, el rumbo y echado de las capas sedimentarias (So) se documentó en cuatro sitios o taludes. En el sitio 1 el valor promedio de So fue de $111^{\circ}/39^{\circ}$, sitio 2: $112^{\circ}/42^{\circ}$, sitio 3: $170^{\circ}/47^{\circ}$ y sitio 4: $120^{\circ}/47^{\circ}$. La variación importante en So correspondió al talud con mayor abundancia de fallas alcanzando una diferencia de rumbo de $\sim 58^{\circ}$ (Figura 5B). Las fallas documentadas en campo cortan y separan verticalmente a estratos que sirven de referencia

para identificar al bloque de piso del bloque de pared colgante, con saltos que varían desde decimétricos a métricos (Figura 3). De un total de 28 fallas medidas (Tabla 2), la mayoría (22 fallas) son con cinemática normal y componente lateral izquierda definiendo una geometría de tipo dominó. Existen tres fallas normales con desplazamiento puro en dirección del buzamiento y corresponden a las fallas 1, 4 y 28. Se identificaron dos fallas laterales derechas con componente inversa (fallas 15 y 16: Tabla 2). Finalmente, solo se documentó una falla normal con componente lateral derecha (falla 5: Tabla 2). Algunas fallas se observan con su plano de falla cóncavo hacia arriba y lateralmente tiende su base a ser horizontal para clasificarse de tipo lístrico. En todas las fallas se observaron estrías sub-horizontales sobre el plano de corrimiento. Aunque se reconoce que la mayoría de estas fallas cortan los

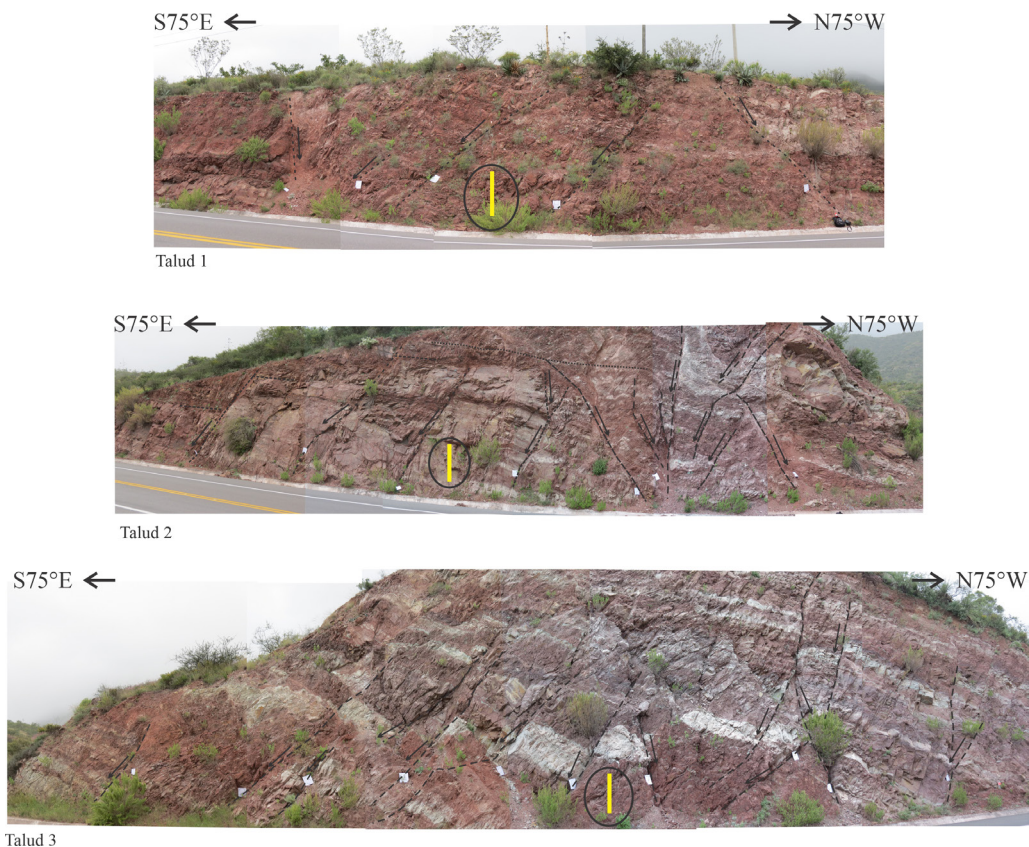


Figura 3 Tres afloramientos en cortes de la carretera federal 57 muestran fallas normales de tipo dominó, lístrico, sintéticas y antitéticas en sedimentos de la Arcosa Patula. Las flechas indican el desplazamiento relativo del bloque bajo y la barra amarilla en un círculo es la escala de 1 m para los tres afloramientos.

Tabla 2. Datos estructurales de fallas de los taludes 1, 2 y 3 del anticlinal de La Gavia (N: Normal, NCLizq: Normal con componente lateral izquierda, NCLder: Normal con componente lateral derecha, LDCinv: Lateral derecha con componente inversa).

Talud 1	Rumbo	Echado	Dirección de Estría	Inmersión de estría	Tipo de falla
f1	266	66	356	66	N
f2	269	50	341	49	NCLizq
f3	85	85	130	83	NCLizq
f4	100	72	190	72	N
f5	253	65	1	64	NCLder
f6	280	66	333	61	NCLizq
Talud 2					
f7	328	45	31	42	NCLizq
f8	342	58	33	51	NCLizq
f9	320	35	26	33	NCLizq
Corte 3					
f10	8	56	80	55	NCLizq
f11	9	75	14	16	NCLizq
f12	18	45	40	21	NCLizq
f13	30	56	87	51	NCLizq
f14	212	82	215	22	NCLizq
f15	3	63	23	33	LDCinv
f16	358	58	12	21	LDCinv
f17	208	81	211	17	NCLizq
f18	37	50	85	42	NCLizq
f19	0	64	16	29	NCLizq
f20	17	45	43	24	NCLizq
f21	350	70	12	46	NCLizq
f22	163	76	178	45	NCLizq
f23	192	60	259	58	NCLizq
f24	331	45	24	39	NCLizq
f25	332	62	10	49	NCLizq
f26	10	38	42	22	NCLizq
f27	10	62	45	47	NCLizq
f28	0	56	90	56	N

estratos superiores, existen algunos casos donde esto no se aprecia (Figura 3, talud 2). No se identifica crecimiento de estrato sedimentario entre los estratos del bloque de piso, respecto a los estratos del bloque de techo separados por las fallas. Entre los planos de algunas fallas hay material de brecha

de la misma formación parcialmente cementado, con partículas angulosas de tamaño variable de 2 a 5 cm y algunos planos con vetillas delgadas de cuarzo. En el talud 3 hay tres planos con estrias sub-horizontales en costra de sílice, identificadas con movimiento lateral izquierdo.

4.1. ANTICLINAL ARTEAGA

Esta localidad se ubica en el kilómetro 231.5 de la carretera federal 57D, coordenadas UTM 319,119 m E y 2'810,514 m N (Datum WGS84). El corte expone tres fallas de tipo normal, dispuestas en el flanco sur del anticlinal Arteaga o también conocido como Los Chorros (Padilla y Sánchez, 1982), con su eje orientado $12^{\circ}/253^{\circ}$ y con transporte al NNW (Rodríguez-Gómez, 2020; Figura 2). Esta estructura, paleogeográficamente, se ubica en el borde de la Cuenca del Centro de México, en el sector occidental de la Saliente de Monterrey. La litología en este afloramiento corresponde a la Formación Carbonera (Eguiluz, 1989), compuesta por arcosa en capas de 30 a 60 cm de espesor, interestratificada con capas de limolita y lutita de espesor mediano a grueso, con estratos de conglomerado con superficies de

corte y relleno, varios estratos tienen geometría de cuña con terminación sobre estratos inferiores (*onlap*). Se presentan cuerpos métricos con estratos de pliegues contorsionados (*slump*), así como socavación erosiva o canalización (Figura 4A). Esta facies se interpretó como propia de frente de un delta (Eguiluz y Aranda, 1984). En esta localidad la Formación Carbonera yace sobre la Formación La Casita, con litología particularmente distinta, diferente edad (Kimmeridgiano-Tithoniano) y subyace a facies lagunares con fósiles bentónicos de la Formación Cupido-Cupidito. El intervalo estratigráfico en donde están las fallas y estructuras sedimentarias de interés de este trabajo subyace a capas que contienen los fósiles *Olcostephanus* sp., *Thurmaniceras* sp. y *Tinthinopsella* sp., que se asignan al Valanginiano-Hauteriviano Temprano. En el afloramiento las tres fallas delimitan bloques altos y bajos escalonados (Figura 4B), se reconocen por

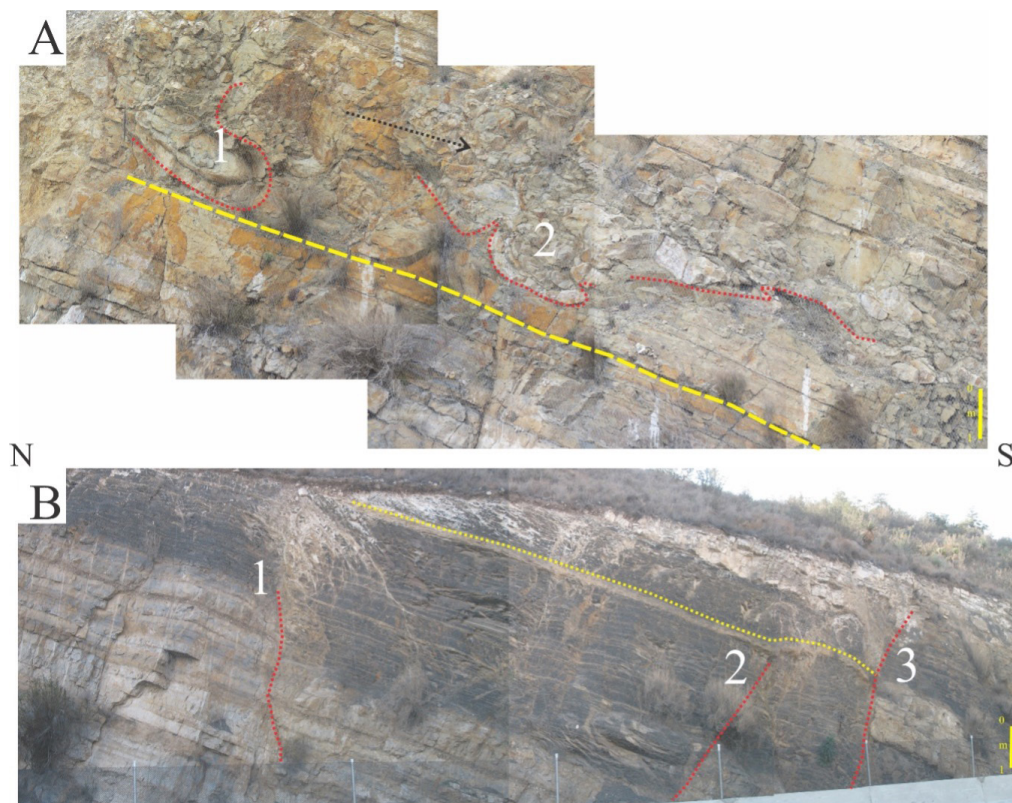


Figura 4 Anticlinal Arteaga. A) Pliegues de escala métrica (1 y 2) que yacen a capas en cuña paralelas y no afectadas por estructuras convolutas (líneas punteadas rojas), truncadas en la cima. Sentido de deslizamiento al surponiente (flecha negra). Note estratos inferiores erosionados por slump y estratos superiores lateralmente continuos. B) Arreglo de fallas (1, 2 y 3) que desplazan bloques, falla 2 limitada arriba por estratos continuos. Escala indicada en las figuras.

la discontinuidad lateral de estratos de arenisca de color amarillo claro y lutita negra que sirven de niveles de referencia, pero también hay estratos delgados de arenisca en la cima de una falla que tiene continuidad lateral y no están afectados por rompimiento vertical de la falla. Estas fallas tienen planos inclinados en dirección opuesta, el rumbo de los planos es: $102^{\circ}/87^{\circ}$, $312^{\circ}/50^{\circ}$ y $320^{\circ}/50^{\circ}$, los cuales delimitan un bloque hundido de ~ 25 m de longitud. El rumbo de los planos de estratificación (So) presenta pequeñas variaciones, pero en promedio se dirigen $120^{\circ}/20^{\circ}$. La cima del intervalo estructural descrito está separada por un espesor de 15 m en el que hay un nivel estratigráfico con estructuras contorsionadas (*slump*), con ejes orientados $\sim 5^{\circ}/320^{\circ}$ y $\sim 5^{\circ}/340^{\circ}$, con vergencia al sursuroeste, los flancos y crestas se identifican como pliegues anisópacos con discontinuidad lateral y se reconoce socavación en un estrato inferior no deformado (Figura 4A). Los pliegues contorsionados están limitados arriba y abajo por estratos continuos lateralmente y paralelos entre sí, con cuñas, pero no comparten la deformación contorsionada.

5. Discusión

La ocurrencia de fallas normales con estrias predominantemente oblicuas en el borde noreste y oriente del Bloque de Coahuila sugieren la existencia de pulsos de extensión más jóvenes, estas fueron documentadas en rocas del Cretácico Inferior, estas fallas posiblemente puedan vincularse y sustentar la apertura *rift* de las cuencas de Sabinas y del Centro de México en el NE del país. Las fallas se concentran en un intervalo estratigráfico particular, en sucesiones clásticas de las Formaciones Pátula y Carbonera.

5.1. AMBIENTE DE DEPÓSITO DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS

En la localidad La Gavia las características litológicas descritas para la Arcosa Patula sugieren que corresponde a un ambiente fluvial, depositado entre el Bloque de Coahuila y la Cuenca de

Sabinas. Por sus relaciones estratigráficas con las formaciones marinas que la limitan se interpreta que éste depósito ocurrió en un proceso regresivo y progradante, con mayor aporte que subsidencia, colmando el espacio de acomodo, posiblemente durante el Hauteriviano (Charleston, 1973; Eguiluz, 2011). En la localidad de Arteaga, Coahuila, el intervalo de interés en la base de la Formación Carbonera, corresponde a facies de frente de delta, en un tracto transgresivo claramente identificado por un límite de secuencia secuencia inferior, en estratos con geometría que se acuñan sobre la superficie discordante (*onlap*) y pasan a facies sedimentarias que indican un ambiente relativamente más profundo hacia la cima del intervalo con ammonites de edad Valanginiano.

5.2. FALLAMIENTO SINSEDIMENTARIO Y DEFORMACIÓN DE SEDIMENTO BLANDO

Las características estructurales que aquí se describen, aunadas a datos similares en otras localidades (Chávez-Cabello *et al.*, 2005), muestran que durante el depósito sedimentario del Cretácico Inferior existieron condiciones de inestabilidad para generar fallas en régimen de extensión y deformación de sedimento blando, que se dirigen hacia el interior de las cuencas que bordearon al Bloque de Coahuila (Figuras 1-5). En Potrero Colorado y en Valle de San Marcos (Chávez-Cabello *et al.*, 2005) las fallas normales son sub-verticales, la dirección de extensión o del esfuerzo principal mínimo σ_3 para rocas del Cretácico varía de 18° - 35° , sin discriminar la rotación ocasionada por acortamiento Paleógeno. En la sierra la Gavia acorde a este trabajo σ_3 promedia un vector orientado $\sim 191^{\circ}$ - 193° (Figura 5D, 5H y 8) y en el anticlinal Arteaga σ_3 se orienta $\sim 200^{\circ}$, en estas últimas localidades restituidas a una posible posición pre-acortamiento Paleógeno (Figura 5I), pero hay que considerar que las localidades citadas tienen transporte tectónico variable, generado en el Paleógeno, cuya reconstrucción palinspática está fuera de los alcances de este trabajo.

5.3. FALLAS

Desde el punto de vista estructural las fallas normales sustentan pulsos de extensión tectónica simultánea al proceso sedimentario, en este proceso las fallas con estrías oblicuas a sub-horizontales ocurren en cuencas *rift* de extensión oblicua (Allen y Allen, 2005), así como por movimiento de bloques segmentados de basamento. El sedimento suave, en una etapa temprana de diagénesis y pre-litificación, se deforma al deslizarse en la pendiente adedida al borde de la cuenca; con frecuencia está pendiente acomoda extensión en un entorno más frágil que dúctil y se generan fallas, como ha sido descrito en la literatura (Singh y Arvind, 2007). Adicionalmente, los bloques fallados se basculan cambiando de inclinación la estratificación y pueden rotar además a través de un eje vertical, modificando así localmente su

orientación original. Se interpreta aquí que la rotación de eje vertical para el talud 3 fue importante, alcanzando casi 60° en dirección horaria durante el fallamiento. Durante el movimiento en un talud se generan grietas de extensión, estas pueden rellenarse con material detrítico, tipo microbrecha, ó bien ésta es producto de trituración ocasionada por el movimiento entre bloques fallados. Sin embargo, durante el plegamiento por acortamiento de la estructura, los planos de falla pueden reactivarse y triturar el material alojado entre la fractura, con desarrollo de estrías en vetillas de cuarzo o calcita. Esta última opción parece ser razonable para interpretar que fallas antiguas pudieran ser reactivadas debido al acortamiento vinculado al desarrollo del plegamiento anticlinal (Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Alonso-Manuel *et al.*, 2020). Una opción estratigráfica es considerar que las fallas de extensión ocurren por inestabilidad

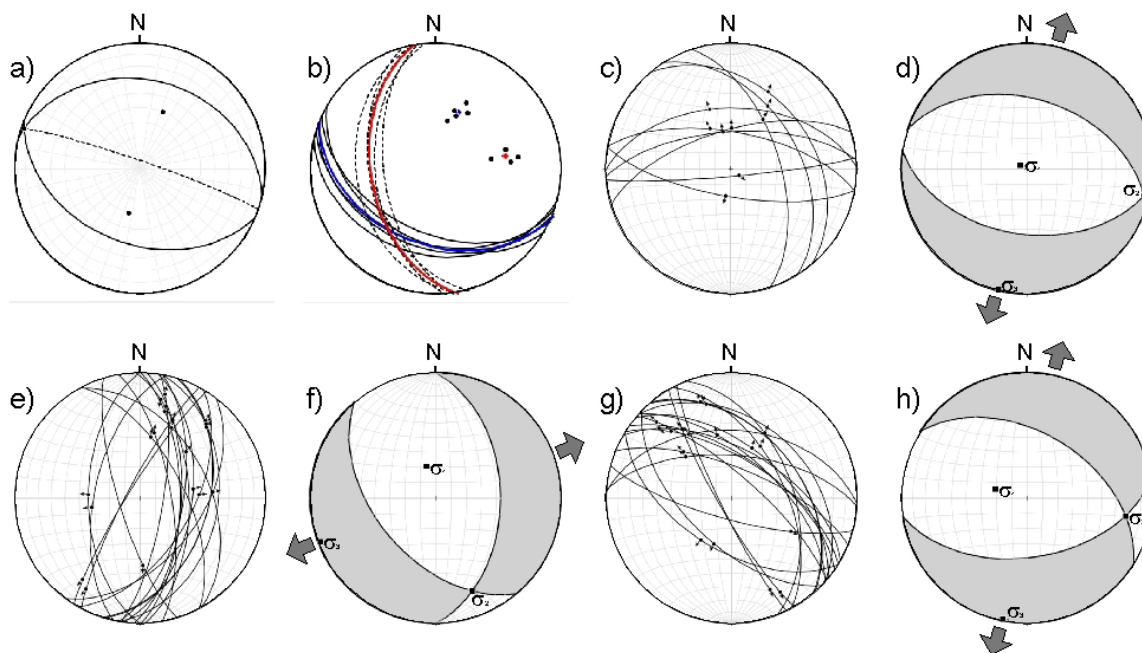


Figura 5 Estereogramas de planos de estratificación y fallas en la localidad La Gavia. a) Eje β y plano axial para el anticlinal La Gavia en el área de estudio. b) Direcciones promedio para estratificación en los taludes 1 y 2 (azul) y 3 (rojo). c) Planos de falla de los taludes 1 y 2 con sus respectivas estrías. d) Esfuerzos principales y solución al plano de falla calculado a partir de los datos de campo de los taludes 1 y 2. e) Planos de falla del talud 3 con sus respectivas estrías. f) Esfuerzos principales y solución al plano de falla calculado a partir de los datos de campo del talud 3. g) Planos de falla del talud 3 con sus respectivas estrías, rotadas 58° antihorariamente a través de un eje vertical para orientar las fallas y planos de estratificación paralelamente al flanco sur del anticlinal La Gavia. h) Esfuerzos principales y solución al plano de falla calculado a partir de los datos de campo del talud 3 rotados 58° antihorariamente a través de un eje vertical. La dirección e inmersión de σ_3 y/o del eje T para las fallas del talud 1 y 2 son subparalelos al σ_3 y al eje T de las fallas rotadas del talud 3 (datos en la Tabla 3).

Tabla 3. Direcciones de esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 para las diferentes estaciones de fallas. Los sigma indicados con la letra (a) corresponden a las fallas de los taludes 1 y 2, (b) a los esfuerzos calculados para las fallas no rotadas en eje vertical del talud 3 y, (c) a los esfuerzos calculados para las fallas del talud 3, rotadas 58° antihorariamente a través de un eje vertical. La dirección e inmersión de σ_{3a} o el eje T para las fallas del talud 1 y 2 son subparalelos al σ_{3c} y al eje T de las fallas rotadas del talud 3.

Esfuerzos				Solución del Plano de Falla							Ejes P-T		
Eje	Eigenvalue	Trend	Plunge	Plano nodal	Rumbo	Echado	Dirección	Inmersión	Sentido de deslizamiento	A-R Rake	Eje	Dirección	Inmersión
σ_{1a}	0.3691	300.1	85.2	1	287.9	43.8	8.7	43.4	NR	-83.3	Eje-P	300.1	85.2
σ_{2a}	0.0625	103	1.6	2	98.7	46.6	197.9	46.2	TL	83.6	Eje T	193.2	1.4
σ_{3a}	0.3065	193.2	1.4										
σ_{1b}	0.2601	344.4	71.7	1	359.2	46.9	54.4	41.3	NR	-64.6	Eje-P	344.4	71.7
σ_{2b}	0.0481	161.3	18.2	2	144.4	48.7	269.2	43.1	TL	65.4	Eje T	251.6	0.9
σ_{3b}	0.3082	251.6	0.9										
σ_{1c}	0.3014	281.7	67.4	1	302.4	49.1	9.7	40.6	NR	-59.4	Eje-P	281.7	67.4
σ_{2c}	0.055	101.2	22.6	2	80.3	49.4	212.4	40.9	TL	59.6	Eje T	191.3	0.2
σ_{3c}	0.3564	191.3	0.2										

de una pendiente entre la cuña sedimentaria y las cuencas relativamente profundas que bordean al Bloque de Coahuila, lo que origina deformación de sedimento no litificado y fallas de extensión que se mueven hacia el interior de la cuenca, coincidente con la orientación de los planos de falla restituidos a una presumible posición no rotada por acortamiento, que indica una orientación preferente de acomodo dirigida al interior de la cuenca. Los efectos tectónicos y estratigráficos parecen combinarse para generar las estructuras de deformación presentes en estas localidades.

El conocimiento de estas fallas tiene importancia para la explotación y desarrollo de las minas del cinturón cuprífero de Coahuila, bien documentado en la Sierra de San Marcos, donde las fallas normales desplazan a los mantos mineralizados (González-Partida *et al.*, 2008; Camprubí, 2013).

5.4. SEDIMENTO BLANDO DEFORMADO

El origen de *slump* obedece a la deformación de sedimento blando, no litificado, que desciende por gravedad en una pendiente inclinada hacia el interior de la cuenca. La reconstrucción de ambientes someros a profundos que se interpreta para la Cuenca de Sabinas (Figura 1), entre el Berriasiano y

el Aptiano (Eguiluz, 2011), aunado a los espesores que tiene este intervalo de la cuña sedimentaria (Tabla 1), más gruesos en la cuenca (~2,300 m) que en su borde (~1,200 m), sugiere que es posible considerar un talud de depósito entre ambos dominios sedimentarios, generado durante la subsidencia diferencial entre el Bloque de Coahuila y la Cuenca de Sabinas. Está pendiente pudo favorecer la existencia de un área inestable, que por la naturaleza reológica de los componentes litológicos de la cuña sedimentaria (lutita, yeso, sal, entre otras litologías), además de facilitar el deslizamiento y rotación de bloques por gravedad hacia el interior de la cuenca. Ángulos bajos de pendiente pueden generar el deslizamiento por inestabilidad. Los datos de paleocorriente descritos por Kurtak (1965) indican que el flujo sedimentario fue durante un régimen más que laminar en el depósito de la Arcosa Patula, mientras que en la Formación Barril Viejo hay capas con flujos de turbidez que sugieren una pendiente pronunciada y en la Formación Carbonera el desarrollo de slumps apoyan esta interpretación. El espesor de más de 3,000 m de sedimentos en la cuña emplazada en el borde noreste del Bloque de Coahuila, desde el Jurásico Superior al Aptiano Temprano (50 Ma), implica subsidencia considerable en estas cuencas (Cuevas, 1984; McKee *et al.*, 1990).

5.5. LA EXTENSIÓN TECTÓNICA REGIONAL

Los datos cinemáticos sustentados por Chávez-Cabello *et al.* (2007) para rocas del Jurásico Superior, que indican corrimiento lateral derecho, tienen desplazamiento limitado y por lo tanto, los datos no son concluyentes para sustentar la tesis de un traslado lateral de grandes distancias entre bloques como origen para la Cuenca de Sabinas, al menos no para reactivación de este tipo en el Cretácico Inferior. Modelos de deformación en cajas de arena que simulan la evolución del comportamiento de sistemas de fallas que ocurre en cuencas *pull-apart*, por corrimiento lateral de bloques (Dooley y McClay, 1997), comparado con cuencas por separación ortogonal u oblicua de bloques en sistemas *rift* (McClay *et al.*, 2002) y su analogía con ejemplos naturales, son una herramienta útil para considerar el desarrollo geométrico y cinemático en esta variedad de entornos tectónicos. En esos modelos la arquitectura de secciones estructurales transversales a la deformación muestra que el acomodo de bloques es más complejo en sistemas *pull-apart* comparado con sistemas *rift*.

Secciones sísmicas 2D y 3D en la Cuenca de Sabinas muestran que el basamento tiene mayor

afinidad con cuencas tipo *rift*, que analogía con los sistemas *pull-apart* (Figura 7A y 7B); sus bordes presentan márgenes abruptos con basamento escalonado hacia el interior de la cuenca, tienen acomodo burdamente dominó, con altos (*horst*) en su porción axial (*vr. gr.* campo Monclova e isla de La Mula), bloques ligados con rampas enlazadas a zonas de transferencia en acomodo oblicuo a la dirección de extensión original del *rift* y cuñas sedimentarias en los bordes (Figura 7C). Las secciones sísmicas no muestran estructuras en echelón que pudieran sugerir desplazamiento lateral en el borde SE de la Cuenca de Sabinas. La carpeta sedimentaria deformada en el Paleógeno muestra pliegues tipo *drape fold* en los bordes de la Cuenca de Sabinas, éstos sugieren la reactivación de fallas de basamento, como así lo revelan los pozos y secciones sísmicas en el campo de gas Monclova (Eguiluz, 2001); esta observación puede extrapolarse para interpretar las estructuras de las sierras San Marcos, La Fragua, La Madera (Chávez-Cabello, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005, 2007; Alonso-Manuel *et al.*, 2020) y posiblemente La Gavia, entre otras. La paleolatitud de estas rocas en el Cretácico Inferior no indica rotaciones mayores y su posición es congruente con la esperada para esta paleo-latitud (Arvizu-Gutiérrez, 2006).

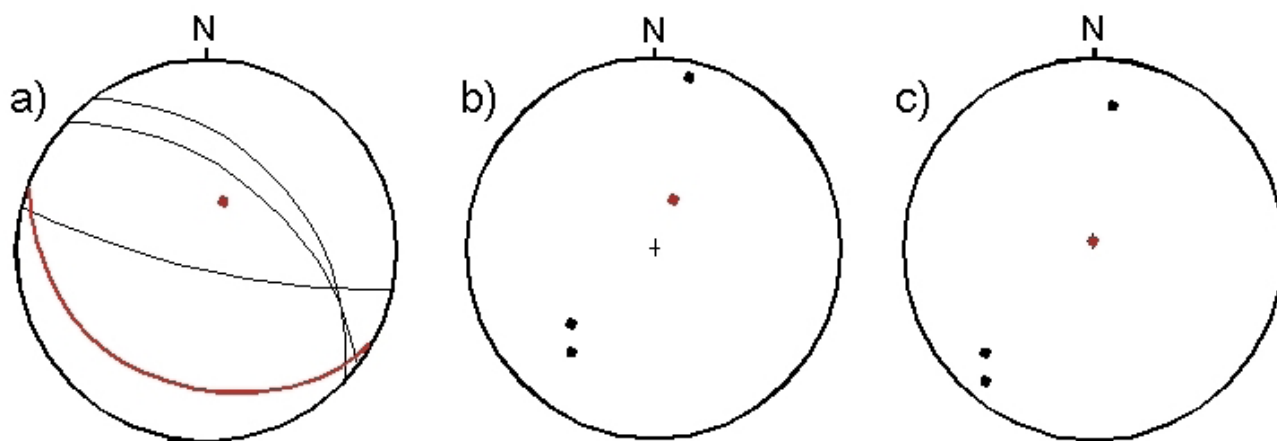


Figura 6 Estereogramas del plano de estratificación y planos de fallas en la localidad de Arteaga, Coahuila. a) Línea roja rumbo y echado (So) de estratos y líneas negras planos de fallas no restituídas. b) Proyección polar no restituída en el hemisferio inferior (punto rojo estratificación y puntos negros las fallas). c) Proyección polar restituída de estratificación (punto rojo) y fallas (cuadros rojos) del anticlinal Arteaga.

5.6. EXTENSIÓN EN LAS ÁREAS DE ESTUDIO

El conjunto de fallas que se describe en este trabajo para la localidad La Gavia muestra dislocación de estratos acomodados en escalón y separados por planos de rompimiento, estos planos pueden verse rectos o ligeramente curvos con tendencia a la horizontalidad hacia su base, estas características muestran un acomodo de segmentos en dominó y deslizamiento en fallas de tipo normal con componente lateral izquierda menor dominante, propias de un ambiente de extensión (Figura 3).

Se identificó que existen, en varios casos, estratos continuos que no muestran desplazamiento vertical por falla, por lo que se interpreta que esta característica puede ser un argumento para considerar que las fallas ocurrieron durante un proceso contemporáneo al depósito de la Arcosa Patula (Figura 3). En los estratos que sirven de referencia

para distinguir el movimiento relativo separado por las fallas no se identifica cambio de espesor entre el bloque de piso y techo, por lo tanto, no se ven como estratos de crecimiento para sospechar un desplazamiento gradual, sino por el contrario, su aspecto sugiere conjunto de bloques deslizados. Aunado a esto, hay presencia de material triturado (brecha a microbrecha) en varios núcleos de las fallas. Los datos que se obtuvieron para los cortes seccionados de la carretera se muestran proyectados en redes de Schmidt en la Figura 5. Un grupo predominante de planos de fallas están orientados sensiblemente NNE-SSW en el talud 3 (Figura 5E y Tabla 2), el ángulo del echado de falla es cercano a 45° al ESE, mientras que un grupo limitado de fallas están orientadas NNW-SSE e inclinan al ENE en este mismo grupo de fallas (Figura 5E).

Se identificaron y analizaron fallas geológicas colectadas en tres taludes diferentes, por su

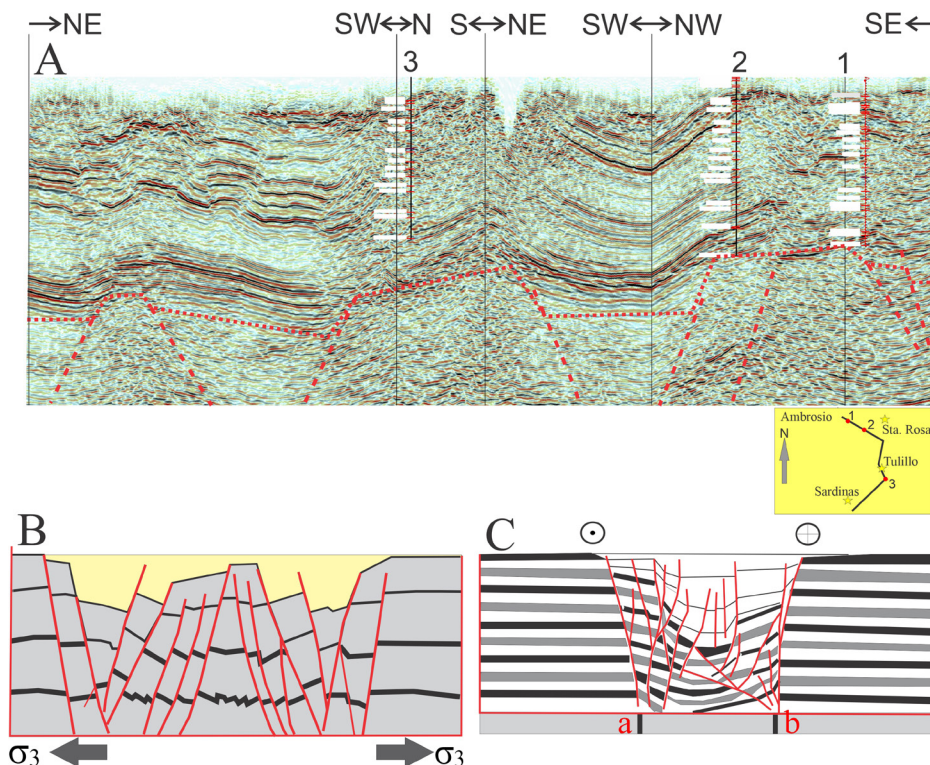


Figura 7 A) Sección sísmica 2D en la Cuenca de Sabinas (PEMEX inédito). Pilares de basamento ubicados hacia el bloque de Tamaulipas (en recuadro pozos 1, 2 y sierra Santa Rosa), separados por fosas tectónicas escalonadas al suroeste y parte central de la cuenca (en recuadro pozo 3 y sierras Tullillo y Sardinas). B) Modelado en cajas de arena para cuencas en extensión tipo *rift* y, C) para cuencas en extensión por deslizamiento lateral *pull apart* (a= movimiento lateral izquierdo, b= movimiento lateral izquierdo), tomado de Doodley y McClay, 1997; McClay *et al.*, 2002 (modificado en este trabajo).

abundancia y cercanía las fallas de los taludes 1 y 2 fueron integradas en una misma red (Figura 5C) y las fallas del talud 3 fueron graficadas independientemente de los otros taludes (Figura 5E). Se midieron datos de estratificación en los taludes donde se colectaron las fallas y en un cuarto talud al sureste de la estación de fallas del talud 3. Lo anterior, porque se identificó que localmente, y a escala regional, los rumbos y buzamientos de la estratificación en el talud 3 diferían en rumbo por lo menos $\sim 58^\circ$ con respecto a los datos de estratificación del talud 1, 2 y 4 (Figura 5B). Es importante mencionar que el talud 3, con más fallas en el área de estudio, correspondió al sitio con orientación de la estratificación discordante estructuralmente con respecto al flanco sur del anticlinal La Gavia (Figura 5A y 5B). Lo anterior, se interpreta como producto de rotación local de un bloque de decenas de metros del margen de la cuenca, que contenía capas y planos de fallas generados durante el pulso

de extensión regional que afectó el área de estudio durante el Cretácico Inferior. Considerando la orientación de las capas en los taludes 1, 2, así como 4, respectivamente, se propone una rotación antihoraria de 58° , a través de un eje vertical, para orientar las fallas y estratificación del talud 3 a una dirección consistente con los datos estructurales de los taludes 1 y 2 (Figura 5G) y del propio flanco sur del anticlinal La Gavia. Esta restauración permite determinar una dirección de extensión NNE, la cual es congruente con las direcciones calculadas a partir de los datos de los taludes 1 y 2 (Figura 5H), así como con los reportados en la literatura para el borde norte del Bloque de Coahuila (Chávez-Cabello *et al.*, 2005, 2007).

En el núcleo del anticlinal Arteaga la Formación Carbonera tiene bloques escalonados, con crecimiento de estratos entre el bloque de piso y de pared colgante, así como estructuras de deslizamiento en forma de *shumps*. Los planos de fallas

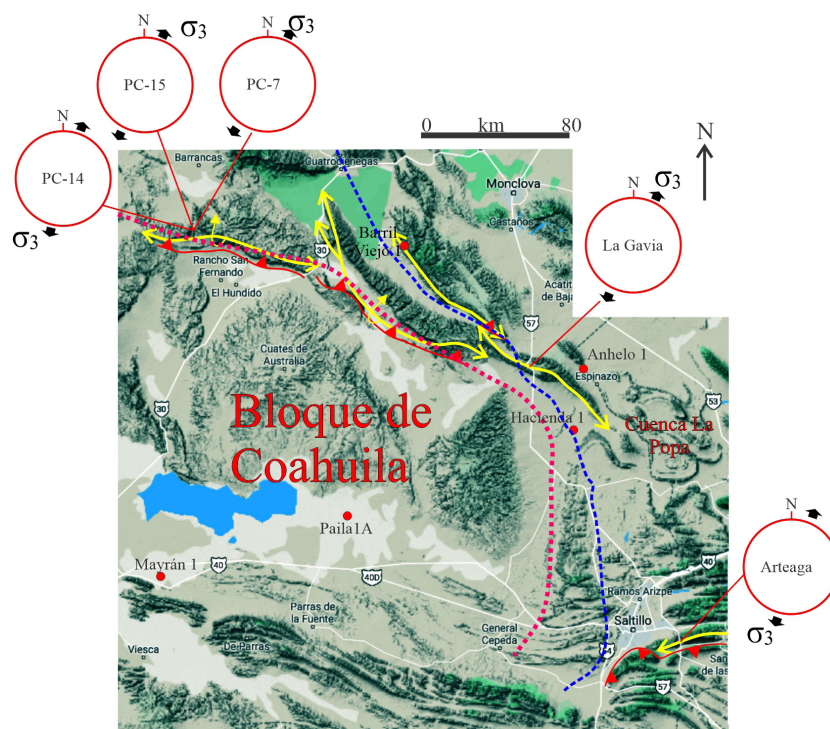


Figura 8 Localidades con deformación sinsedimentaria y extensión en rocas del Cretácico Inferior al margen del Bloque de Coahuila: Potrero Colorado (Pc-7 σ_3 026°, Pc-14 σ_3 031° y Pc-15 σ_3 199°, datos no restituidos, Chávez-Cabello *et al.*, 2005); La Gavia (σ_3 $\sim 191^\circ$ - 193°) y Arteaga (σ_3 $\sim 200^\circ$). Línea cortada guinda delimita al Bloque de Coahuila de las cuencas de Sabinas y del Centro de México. Línea cortada azul delimita la posible distribución de sal jurásica en el subsuelo. Pozos Paila 1 A, Mayrán 1, Anhele 1, Hacienda 1 y Barril Viejo 1, referidos en el texto. Anticlinales y fallas inversas por acortamiento Paleógeno con líneas amarillas y rojas respectivamente.

son subverticales, con echado opuesto que restringe un bloque hundido con ~25 m de longitud (Figura 4B), un plano de desplazamiento tiene una dirección de $102^\circ/87^\circ$ y otros dos planos contiguos $312^\circ/50^\circ$ y $320^\circ/50^\circ$ (Figura 6A y 6B), estos últimos pudieran considerarse fallas antitéticas. La continuidad de estratos sobre la parte superior de una de las fallas y el crecimiento de capas de lutita en el bloque hundido sugiere que estas fallas son contemporáneas a la sedimentación del paquete estratigráfico que aflora. Para eliminar la inclinación inducida por acortamiento del flanco anticlinal, se rotaron los planos de fallas normales hacia una factible posición sin acortamiento (Figura 6C). Los *slumps* que se presentan en esta localidad sugieren deformación en sedimento blando, no litificado (Figura 4A), con ejes de pliegues dirigidos $\sim 5^\circ/320^\circ$ y $5^\circ/340^\circ$, vergentes al suroeste, en una posible pendiente hacia la zona interna de la cuenca. Este tipo de pliegues, de acuerdo con la orientación de los planos de fallas medidos, serían paralelos y subparalelos a los planos de fallas reconocidos en esta localidad, interpretándose una relación co-genética entre pliegues y fallas. Las características descritas para las fallas en La Gavia y Arteaga sugieren que fueron generadas en una etapa de extensión tectónica regional en el Cretácico Inferior; lo anterior, habría controlado subsidencia y acumulación rápida de cuñas sedimentarias en el margen del Bloque de Coahuila.

6. Conclusiones

El paquete sedimentario en el margen del Bloque de Coahuila presenta fallas normales y *slumps* que sugieren extensión simultánea al depósito. En la Arcosa Patula las fallas descritas se clasifican principalmente como normales y algunas laterales subordinadas, las fallas normales definen un arreglo en dominó, otras lítricas y varias fallas son sintéticas y otras antitéticas. En la Formación Carbonera las fallas son normales y hay deformación de sedimento no litificado que forma pliegues tipo *slumps* con ejes subparalelos a los planos de

falla. En ambas localidades la deformación se restringe a rocas del Hauteriviano y Valanginiano, respectivamente, proponiéndose un último pulso de extensión en las cuencas para este tiempo. El conjunto de fallas en la localidad La Gavia define una dirección local de $\sigma_3 \sim 191^\circ-193^\circ$ en promedio, mientras que en la localidad Arteaga σ_3 se dirige al SSW, con azimut $\sim 200^\circ$, definiéndose extensión ortogonal al borde norte y sur del Bloque de Coahuila. El origen de estas fallas se asocia a pulsos tectónicos de extensión que actuaron durante la subsidencia de las cuencas de Sabinas y del Centro de México, vinculados a cuencas tipo *rift*. Los datos presentados en trabajos anteriores y en el presente no sustentan la hipótesis de grandes corrimientos laterales que pudiera apoyar la génesis de una cuenca *pull-apart* para la Cuenca de Sabinas durante el Jurásico-Cretácico Inferior, como otros autores han sugerido.

Contribución de los autores

La adquisición de datos en gabinete y campo, análisis, conceptualización del tema, desarrollo técnico, redacción del manuscrito original y corregido, diseño gráfico e interpretación fue labor compartida por el autor y co-autor de este trabajo. Además no hubo financiamiento externo.

Conflicto de intereses

Declaramos que no hay conflicto de intereses.

Agradecimientos

Se agradece a los revisores, Dra. Elisa Fitz y al Dr. Rafael Barboza Gudiño por las sugerencias ofrecidas para mejorar lo aquí presentado. Especial agradecimiento al Editor en jefe Dr. Antoni Camprubí Cano y su asistente Salvador Vázquez por su labor y ofrecer este espacio para difundir el conocimiento geológico de México.

Referencias

- Albarrán, J.J., González Pineda, J.F., Muñoz Cisneros, R., Rosales Rodríguez, J., 2009, Actualización petrológica del basamento cristalino de la cuenca de Sabinas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 54, (1), 103-113.
- Alonso-Manuel, F., Fitz-Díaz, E., Gutiérrez-Navarro, R., 2020, Estimación de desplazamiento mínimo en fallas inversas de alto ángulo: caso de estudio en la Falla de San Marcos, Coahuila: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 72 (1), 1-118. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2020v72n1a031019>
- Allen, A.P., Allen, R.J., 2005, Basin Analysis: Principles and applications: Oxford, Blackwell Publishing, 549p.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D., 2012, Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology: Cambridge University Press, 302p.
- Amezcuca, N., Rochin, H., Martínez, L.E., 2020, Preliminary strontium isotope stratigraphy of the Jurassic Minas Viejas Formation, in AAPG Hedberg Conference, Geology and Hydrocarbon Potential of the Circum-Gulf of Mexico Pre-salt Section: México, AAPG Hedberg Conference. <https://doi.org/10.1306/51652Amezcuca2020>
- Arvizu-Gutiérrez, I.R., 2006, Paleomagnetismo de rocas jurásicas y cretácicas del Valle San Marcos, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, Centro de Geociencias, Tesis de maestría, 135p.
- Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., Molina-Garza, R.S., Chávez-Cabello, G., 2011, Magnetoestratigrafía de la Formación San Marcos del Cretácico Inferior, Coahuila, México: Implicaciones tectónicas y paleogeográficas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63 (2), 157-170. <https://doi.org/10.18268/bsgm2011v63n2a2>
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristan-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1999, Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A Review, en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, U.S.A., Geological Society of America, Special Paper, 340, 197-210.
- Barragán-Manzo, R., Méndez-Franco, A.L., 2005, Towards a standard ammonite zonation for the Aptian (Lower Cretaceous) of northern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22 (1), 39-47.
- Böese, E., 1923, Vestiges of an ancient continent in northeast of Mexico: American Journal Sciences, 5 (6), 310-337. <https://doi.org/10.2475/ajs.s5-6.34.310>
- Burchfiel, B.C., Stewart, J. H., 1966, Pull-Apart Origin of the Central Segment of Death Valley, California: Geological Society of America Bulletin, 77, (4), 439-442. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1966\)77\[439:PO OTCS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1966)77[439:PO OTCS]2.0.CO;2)
- Camprubí, A., 2013, Tectonic and metallogenic history of Mexico, in Colpron, M., Bissig, T., Rusk, B.G., Thompson, J.F.H., (eds.), Tectonics, metallogeny, and discovery: The North American Cordillera and similar accretionary settings: Society of Economic Geologists, Special Publication, 17, 201-243. <https://doi.org/10.5382/SP17.06>
- Cantú-Chapa, C.M., 1976, Estratigrafía de la Formación La Peña (Aptiano Superior) en el área de Monterrey, N. L.: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 8 (4), 7-16.
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, 51, 193-205. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>
- Carrillo-Bravo, J., 1982, Exploración petrolera de la cuenca mesozoica del Centro de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 34 (1), 21-46.
- Charleston, S., 1973, Stratigraphy, tectonics, and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila, Mexico: Ann Arbor, Michigan, University of Michigan, Tesis doctoral, 268p.

- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, en Schmidt, C.I., Katz, S.B. (eds.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication, Field Trip Guidebook, 81-74, 28-36.
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis doctoral, 226p.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, G., González-Naranjo, G.A., 2007, The San Marcos fault: A Jurassic multi-reactivated basement structure in northeastern Mexico, in Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), Geology of México: Celebrating the centenary of the Geological Society of México, Geological Society of America Special Paper, 261-286. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(08\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(08))
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2005, La Falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multireactivada del noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57, 27-52. <https://doi.org/10.18268/BSGM2005v57n1a2>
- Cuevas Lere, J.A., 1984, Análisis de subsidencia e historia térmica en la Cuenca de Sabinas, Noreste de México: Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A. C., 36 (2), 56-100.
- Dawers, H.N., Underhill, J.R., 2000, The role of fault interaction and linkage in controlling synrift Stratigraphic Sequences: Late Jurassic, Statfjord East Area, Northern North Sea: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 84 (1), 45-64. <https://doi.org/10.1306/C9EBCD5B-1735-11D7-8645000102C1865D>
- Doodley, T., McClay, K., 1997, Analog modeling of pull-apart basins: American Association of Petroleum Geologists, 81 (11), 1804-1826. <https://doi.org/10.1306/3B05C636-172A-11D7-8645000102C1865D>
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, G.M., 1984, Economic oil possibilities in clastic rocks of the Neocomian along the southern margin of the Coahuila Island, en Wilson, J.L., Ward, W.C., Finneran, J. (eds.), A Field Guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous Carbonate Platform and Basin Systems, Monterrey-Salttillo area, Northeast Mexico: Houston, Texas, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 43-51.
- Eguiluz de Antuñano, S., 1989, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 50 (1), 3-39. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1989v50n1a1>
- Eguiluz de Antuñano, S., 1991, Interpretación geológica y geofísica de la Curvatura de Monterrey, en el noreste de México: Revista Ingeniería Petrolera, 31(12), 26-39. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1989v50n1a1>
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México, in Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 241-270. <https://doi.org/10.1306/m75768c10>
- Eguiluz de Antuñano, S., 2011, Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: Su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63 (2), 285-311. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a10>
- Fitz-Díaz E., Lawton Timothy, F., Chávez Cabello, G., Juárez Arriaga, E., 2016, El cinturón

de pliegues y cabalgaduras mexicano, una nueva revisión: *Geos*, 36 (1), 221. <https://www.ugm.org.mx/raugm2016/docs/geos/geos36-1.pdf>

Flawn, P.T., Goldstein, Jr., A., King, P.B., Weaver, C.E., 1961, The Ouachita System, Bureau of Economic Geology: The University of Texas, 401 p.

Garza, G.R., 1973, Modelo sedimentario del Albiano – Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila): *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 25, 311-340.

Gawthorpe, R.L., Sharp, I., Underhill, J.R., Gupta, S., 1997, Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults: *Geology*, 25(9), 795–798. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0795:LSSASE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0795:LSSASE>2.3.CO;2)

Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000, Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins: *Basins Research*, 12(3-4), 195-218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00121.x>

Giles, K.A., Lawton, T.F., 1999, Attributes and evolution of an exhumed salt weld, La Popa basin, northeastern Mexico: *Geology*, 27, 323–326. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0323:AAEOAE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0323:AAEOAE>2.3.CO;2)

Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, E.U.A., Geological Society of North America Special Paper, 340, 1-58.

<https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.1>

González-Naranjo, G.A., Molina-Garza, R.S., Chávez-Cabello, G., 2008, Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks north of San Marcos fault, central

Coahuila, México: *Geofísica Internacional*, 47, 41-55. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2008.47.1.66>

González-Partida, E., Camprubí, A., Canet, C., González-Sánchez, F., 2008, Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo Mississippi Valley y asociados. Parte II: ejemplos de la Cuenca de Sabinas y la Cuenca del Sureste, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60, 23–42. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2010v62n1a2>

Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J., 2001, Thermal and chronological record of syn- to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. *AAPG Memoirs*, 75, 159–181. <https://doi.org/10.1306/M75768C7>

Gray G.G., Villagomez, D., Pindell, J., Molina-Garza, R., O’Sullivan, P., Stockli, D., Farrell, W., Blank, D., Schuba, J., 2020, Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic history of eastern, central and southern Mexico as determined through integrated thermochronology, with implications for sediment delivery to the Gulf of Mexico: *Geological Society, London, Special Publications*, 504, 255-283. <https://doi.org/10.1144/SP504-2019-243>

Guzmán, J.E., De Cserna, Z., 1963, Tectonic history of Mexico, in Childs, O.E., Beebe, B.W., *Backbone of the Americas: Tectonic History from Pole to Pole*: American Association of Petroleum Geologists, 2, 113-129. <https://doi.org/10.1306/m2358.c11>

Handschy, J.W., Keller, G.R., Smith, K.J., 1987, The Ouachita system in northern Mexico: *Tectonics*, 6, 323-330. <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00323>

Hernández, T.J.M., 2003, Cicloestratigrafía en un sistema carbonatado-evaporítico del Cretácico Inferior, Formación La Virgen, Noreste de México: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Tesis de maestría, 83 p.

- Humphrey, W.E., 1956, Tectonic framework of northeast Mexico: Gulf Coast Association Geological Society Transactions, 6, 25–35.
- Humphrey, W.E., Díaz, T., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of northeast Mexico: Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin, 152p. <http://doi.org/10.23867/RI0267D>
- Illies, J.H., Greiner, G., 1978, Rhinegraben and the Alpine system, Geological Society of America, Bulletin, 89(5), 770–782. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<770:RATAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<770:RATAS>2.0.CO;2)
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV Geology of the Western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47 (4), 1091–1152. <https://doi.org/10.1130/GSAB-47-1091>
- Imlay, R.W., 1940, Neocomian faunas of northern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 51, 117–190. <https://doi.org/10.1130/gsab-51-117>
- Jones, N.W., López, R., Cameron, K.L., 1995, Linda Vista pluton and latest Permian–Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México: Geological Society of America, 27 (6), 388.
- King, R.E., 1934, The Permian of southwestern Coahuila: American Journal of Sciences, 27, 98–112. <https://doi.org/10.2475/ajs.s5-27.158.98>
- Kristensen, B.T., Rotevatn, A., Peacock, D.C.P., Henstra, G.A., Midtkandal, I., Grundvåg, S.A., 2016, Structure and flow properties of syn-rift border faults: The interplay between fault damage and fault-related chemical alteration (Dombjerg Fault, Wollaston Forland, NE Greenland): Journal of Structural Geology, 92, 99–115. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.012>
- Krutak, P.R., 1965, Source areas of the Patula Arkose (Lower Cretaceous) Coahuila, Mexico: Journal of Sedimentary Petrology, 35, 512–518. <https://doi.org/10.1306/74d712e4-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Krutak, P.R., 1967, Structural geology of the Sierra de la Gavia, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 78, 59–76. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1967\)78\[59:sgotsd\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[59:sgotsd]2.0.co;2)
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montanez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 111, 1010–1029. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111%3C1010:eocacc%3E2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111%3C1010:eocacc%3E2.3.co;2)
- Longoria, J.F., 1984, Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: evidence of the origin of the Sabinas Basin, en Ventres, W. P. S., Bebout, D. G., Perkins, B. F., Moore, C.H., (eds.), The Jurassic of the gulf rim. Proceedings of the Third Annual Research Conference: Austin, Texas, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, 171–193. <https://doi.org/10.5724/gcs.84.03.0171>
- López, R., Cameron, K.L., Jones, N.W., 2001, Evidence for paleo-Proterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico: Precambrian Research, 107, 195–214. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(00\)00140-6](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(00)00140-6)
- McClay, K.R., Dooley, T., Whitehouse, P., Mills, M., 2002, 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 86 (6), 931–933. <https://doi.org/10.1306/61EEDBF2-173E-11D7-8645000102C1865D>
- McElhinny, W., McFadden, P.L., 2000, Paleomagnetism, Continents and Oceans: San Diego, California, E.U.A., Academic Press, 386 p.
- McKee, J.W., Jones, N.W. 1979, A large Mesozoic fault in Coahuila, Mexico: Geological Society of America, 11, 476.

- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1984, History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico: *Geology*, 12, 103-107. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<103:HORAAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<103:HORAAA>2.0.CO;2)
- McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H., 1988, Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico: *Geology*, 16(1), 37-40. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016%3C0037:ldbarto%3E2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016%3C0037:ldbarto%3E2.3.co;2)
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault. Central Coahuila, Mexico: *Geological Society of American Bulletin*, 102, 593-614. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0593:SAPSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0593:SAPSA>2.3.CO;2)
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Talavera-Mendoza, O., Jenchen, U., Valencia, V.A., Medina-Ferrusquia, H.C., Guerrero-Suastegui, M., 2014, Procedencia de la Formación La Casita y la Arcosa Patula: implicaciones para la evolución tectono-magmática del NE de México entre el Carbonífero y el Jurásico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31 (1), 45-63. <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=57231378004>
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between, Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico: University of Texas, Austin, Tesis doctoral, 217 p.
- Patton, T.L., Moustafa, A.R., Nelson, R.A., Abdine, S.A., 1994, Tectonic evolution and structural setting of the Suez *rift*, en Landon, S.M., Coury, A.B., (eds.), *Interior Rift Basins: American Association of Petroleum Geologists*, 59, 9-55. <https://doi.org/10.1306/M59582C2>
- Poole, F.G., Perry, W.J., Jr., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model, en Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*, Geological Society of America Special Paper 393, 543-596. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.543>
- Rodríguez-Gómez, J.O., 2020, Análisis estructural del anticlinal Los Chorros en la margen occidental de la Saliente de Monterrey: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de licenciatura, 100 p.
- Singh, S., Arvind, K. J., 2007, Liquefaction and fluidization of lacustrine deposits from Lahaul-Spiti and Ladakh Himalaya: Geological evidence of paleoseismicity along active fault zone: *Sedimentary Geology*, 196 (1-4), 47-57. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.06.005>
- Shamugan, G., 2017, Global case studies of soft-sediment deformation structures (SSDS): Definitions, classifications, advances, origins, and problems: *Journal of Palaeogeography*, 6 (4), 251-320. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2017.06.004>
- Schlische, R.W., 1992, Structural and stratigraphic development of the Newark extensional basin, eastern North America-implications for the growth of the basin and its bounding structures: *Geological Society of America, Bulletin*, 104, 1246-1263. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<1246:SASDOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1246:SASDOT>2.3.CO;2)
- Stern, R.J., Dickinson, W.R., 2010, The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin: *Geosphere*, 6(6), 739-754. <https://doi.org/10.1130/GES00585.1>
- Tardy, M., 1989, Tardy, M., Blanchet, R., Zimmermann, M., 1989, Les lineaments du Texas et Calam entre Cordilleres Americaines et Sierras Madre Mexicanes: Nature, Origine et Evolution structurale: *Bulletin des Centre*

- de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 13 (2), 219-227.
- Withjack, M.O., Islam, Q., Lapointe, P., 1995, Normal faults and their hanging-wall deformation-an experimental study: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 79, 1-18. <https://doi.org/10.1306/8D2B1494-171E-11D7-8645000102C1865D>
- Withjack, M.O., Eisenstadt, G., 1999, Structural history of the Northwest Shelf, Australia-an integrated geological, geophysical and experimental approach: American Association of Petroleum Geologists, Program and Abstracts, 8, A151.
- Withjack, M.O., Schlische, R.W., 2002, *Rift*-basin structure and its influence on sedimentary systems, en Renaut, R.W., Ashley, G.M., (eds.), *Sedimentation in Continental Rifts*: SEPM Special Publication, 73, 57-81. <https://doi.org/10.2110/pec.02.73.0057>